

Późnotrzeciorzędowe bazalty w strefie uskoku Dien Bien Phu w NW Wietnamie: implikacje tektoniczne wynikające z badań petrologicznych

Ewa Koszowska*, Anna Wolska*, Witold Zuchiewicz *,****, Nguyen Quoc Cuong**,****, Zoltan Pécskay***

Late Tertiary basalts in the Dien Bien Phu Basin, NW Vietnam: some tectonic implications of petrological studies. Prz. Geol., 51: 841–850.

Summary. Basalts encountered in the Dien Bien Phu pull-apart basin in NW Vietnam, associated with the presently sinistral Dien Bien Phu fault, are quartz tholeiites that have been K–Ar-dated to 5.4–5.2 Ma. They consist of plagioclase, orthopyroxene and olivine phenocrysts, and fine-grained crystalline matrix (olivine, plagioclase, clinopyroxene). The Dien Bien Phu basalts contain not only ultramafic and mafic (pyroxenites, dunites, gabbros), but also wallrock xenoliths (sillimanite/mullite + Mg–Fe spinels). The occurrence of wallrock xenoliths is indicative of the contamination in wallrock material during the ascent of basaltic magma. The Dien Bien Phu basalts are characterized by selective increase in ratios of such incompatible elements as K, Rb and Th, what can be considered as an evidence of metasomatic modification of residual melt composition (rims of K-feldspar around plagioclase phenocrysts and small K-feldspar grains occurring in the interstices within the matrix).

Key words: petrography, geochemistry, within-plate basalts, Late Tertiary, Dien Bien Phu fault, Vietnam

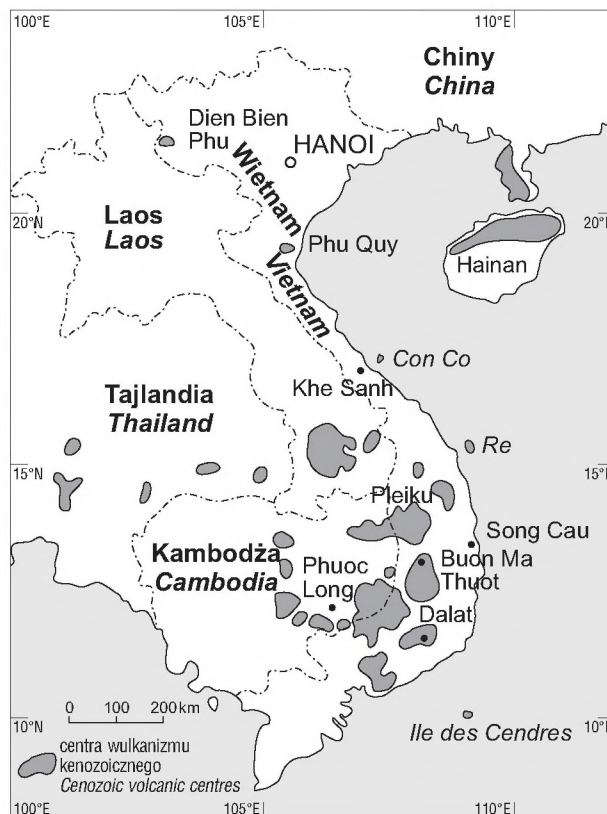
W trakcie badań terenowych w strefie uskoku Dien Bien Phu w Wietnamie w latach 2000–2001 zebrano próbki późnotrzeciorzędowych bazaltów odsłaniających się na północ od miasta Dien Bien. Bazalty te wykazują nieco odmienne cechy petrograficzno-geochemiczne w porównaniu z pozostałymi kenozoicznymi bazaltami Azji SE.

Na obszarze Wietnamu młode bazalty występują powszechnie w obrębie czterech jednostek strukturalnych podścielonych w różnych proporcjach przez skorupę wieku prekambryjskiego, paleozoicznego i mezozoicznego (Hutchison, 1989; Tung & Tri, 1992). Rozwój późnokenozoicznego magmatyzmu tego obszaru na tle ewolucji głównych stref uskokowych omawiają szczegółowo opracowania Tapponniera i in. (1986), Taylora i Haysa (1983), Le Pichona i in. (1992), a ostatnio Hoanga i Flowera (1998).

Płaskowyże bazaltowe koncentrują się w większości w południowym i środkowym Wietnamie, podczas gdy w części północnej występują izolowane centra erupcyjne (ryc. 1). Centra te wiążą się na ogół z basenami międzyprzesuwczymi typu *pull-apart* (Rangin i in., 1995). W późnym kenozoiku miały miejsce dwa epizody erupcji bazaltowych (Hoang i in., 1996a, b; Hoang & Flower, 1998). Starszy epizod (16–9 Ma) wiązał się z wylewami toleitów kwarcowych i oliwinowych, rzadziej bazaltów alkalicznych, natomiast epizod młodszy (8–0 Ma) charakteryzował się przewagą toleitów oliwinowych, bazaltów alkalicznych, a także — począwszy od późnego pliocenu — bazanitów i rzadkich nefelinitów. Wymienione epizody wiązały się, odpowiednio, z wulkanizmem szczelinowym oraz erupcjami centralnymi na sprzężonych uskokach przesuwczych (Hoang & Flower, 1998).

Sytuacja geologiczna

Uskok Dien Bien Phu (NNE–SSW do N–S), 160 km długości, jest współcześnie (przynajmniej od pliocenu?; por. Zuchiewicz i in., 2002) uskokiem lewoprzesuwczym i lewoprzesuwczo-normalnym, prawdopodobnie sprzężonym z prawoprzesuwczym (od schyłku miocenu?) uskokiem Rzeki Czerwonej (Tapponnier i in., 1990; Leloup i in., 1995; Cuong & Zuchiewicz, 2001). Przedplioceńska ewolucja uskoku Dien Bien Phu jest nadal przed-



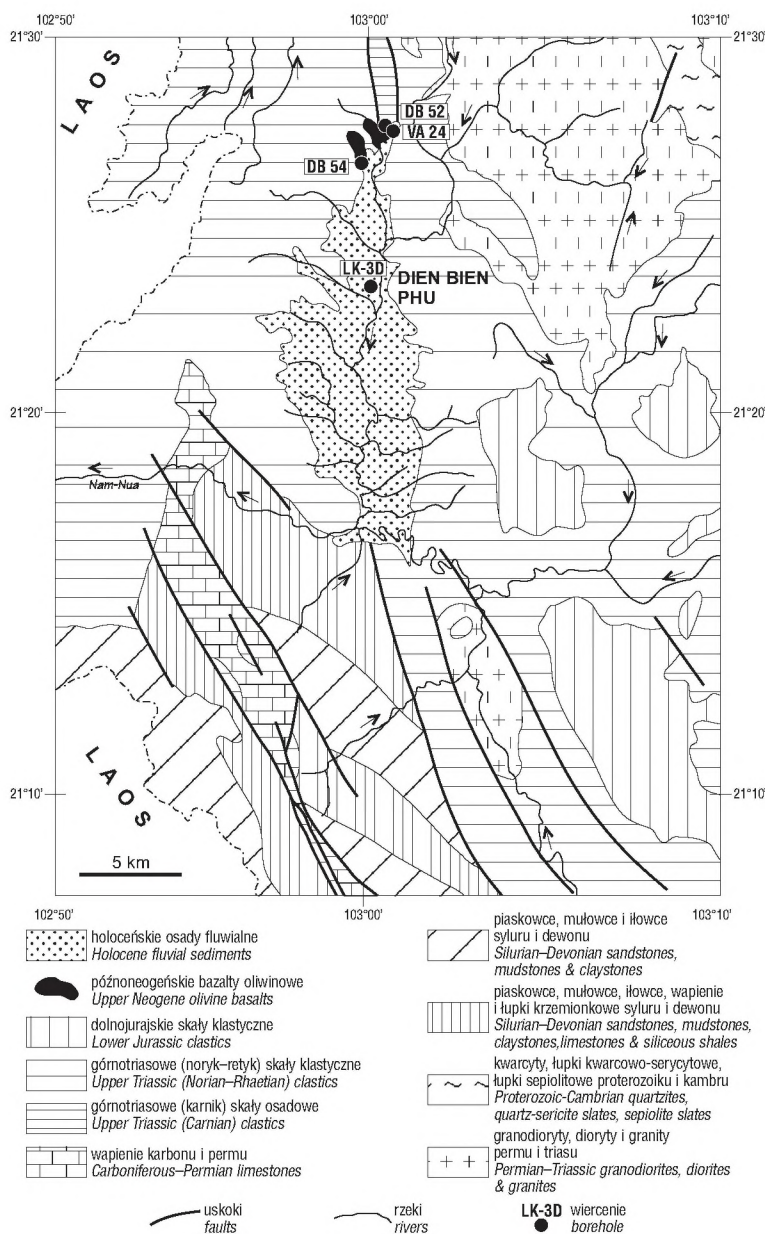
Ryc. 1. Centra kenozoicznego wulkanizmu bazaltowego w Azji SE (wg: Hoang i in., 1996a; Lee i in., 1998; uproszczone)
Fig. 1. Cenozoic basaltic volcanic centres in SE Asia (based on Hoang et al., 1996 a; Lee et al., 1998; simplified)

*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2A, 30-063 Kraków; ewa@ing.uj.edu.pl; witold@ing.uj.edu.pl

**Instytut Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, Ośrodek Badawczy w Krakowie, ul. Senacka 1, 31-002 Kraków; nqcuong_pl@yahoo.com

***Institute of Nuclear Research of the Hungarian Academy of Sciences, 4001 Debrecen, Bem tér 18/C, Hungary; pecskay@moon.atomki.hu

****Galicia T. Group



Ryc. 2. Mapa geologiczna rejonu Dien Bien Phu (wg: My i in., 1978; Tuyet i in., 1978; Son, 1978; uproszczone; por. także Zuchiewicz i in., 2002) z lokalizacją analizowanych próbek

Fig. 2. Simplified geological map of the Dien Bien Phu area (based on My et al., 1978; Tuyet et al., 1978; Son, 1978; see also Zuchiewicz et al., 2002) showing location of the studied samples

miotem kontrowersji (por. dyskusję [W:] Hung & Vinh, 2001; Zuchiewicz & Cuong, 2002).

Strefie uskoku DBP towarzyszą wąskie baseny międzyprzesuwce (typu *pull-apart*), spośród których największym i usytuowanym najdalej ku południowi jest basen Dien Bien Phu. Na północ od basenu pojawiają się wychodnie górnoneogeńskich bazaltów toleitowych, datowanych na 5,4 Ma (Hoang i in., 1996a, b; Lee i in., 1998), którym towarzyszą wystąpienia źródeł termalnych, wzmożone emanacje radonu i dwutlenku węgla oraz silne wstrząsy sejsmiczne. Młode bazalty zostały także nawiercone w dnie basenu DBP, ok. 2 km na NW od miasta Dien Bien (wiercenie LK-3D; por. ryc. 2, 3), pod 150 m miąższości serią plio(?) -czwartorzędowych osadów rzecznych oraz jezioro-bagiennych (Dy i in., 1999). Bazalty te tną mulowce i ilowce górnego triasu (noryk-retyk).

Material

Próbki analizowanych bazaltów pochodzą z odłamek powierzchniowych (DB 54, VA 24; por. ryc. 2), usytuowanych na północ od miasta Dien Bien oraz z wiercenia LK-3D (ryc. 3). Dodatkowo, przeanalizowano próbki zmienionych termicznie skał otaczających intruzję (DB 52a, DB 52/1).

Bazalty odsłaniające się na północ od Dien Bien zostały wydutowane metodą $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (próbka DBP-1) na $5,4 \pm 0,1$ Ma przez Lee i in. (1998). Natomiast bazalty podścielające młode wypełnienie basenu Dien Bien Phu w wierceniu LK-3D zostały wydutowane przez jednego z nas (Pécskay i in., 2002) na $5,20 \pm 0,34$ Ma (próbka LK-3D, nr lab. 5870) metodą $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$.

Datowanie zostało przeprowadzone dla frakcji magnetycznej wyseparowanej z próbki zawierającej 1,39% K oraz 22,8% rad. ^{40}Ar .

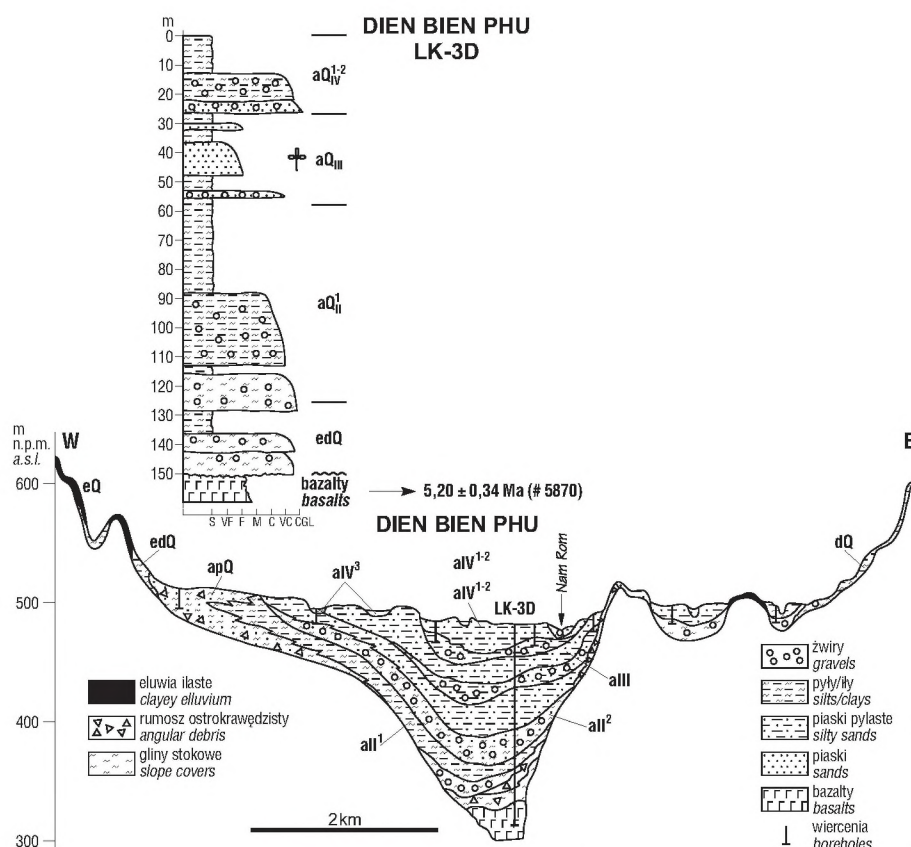
W odróżnieniu od pozostałych wystąpień kenozoicznych bazaltów w Azji SE, próbki z rejonu Dien Bien Phu są do siebie zbliżone zarówno pod względem petrograficznym, jak i geochemicznym, co sugeruje ten sam epizod magmatyzmu. Niemniej jednak, wykazują one pewne różnice w porównaniu z innymi centrami bazaltowego wulkanizmu w Wietnamie (Hoang i in., 1996a, b; Hoang & Flower, 1998), co skłoniło nas do przeprowadzenia badań szczegółowych.

Charakterystyka petrograficzna

Badania mikroskopowe cienkich płytek, wykonanych z próbek DB 54, VA 24 i LK-3D, były przeprowadzone za pomocą petrograficznego mikroskopu polaryzacyjnego typu AMPLIVAL. Morfologia minerałów skałotwórczych i ich skład chemiczny w mikroobszarze były badane za pomocą elektronowego mikroskopu skaningowego (JEOL 5410), sprzężonego ze spektrometrem dyspersji energii Voyager 3100 (NORAN).

Makroskopowo, badane bazalty są czarne i wykazują afanitową strukturę. Na podstawie obserwacji mikroskopowych stwierdzono, że struktura badanych skał jest drobnokrystaliczna i porfirowa, a tekstura bezładna, lokalnie fluidalna i związana z równoległym ułożeniem listewek plagioklazów.

Badane bazalty zawierają ultramaficzne i maficzne ksenolity, reprezentowane przez małe fragmenty (odpowiednio od 1,3 do 2,4 mm i 1,7 do 3,3 mm wielkości) głębinowych skał maficznych i ultramaficznych (gabr, piroksenitów i dunitów). Gabra są zbudowane z plagioklazów o składzie $\text{Ab}_{36}\text{An}_{68}\text{Or}_3$ (labrador), ortopiroksenów $\text{En}_{75}\text{Wo}_{62}\text{Fs}_{33}\text{Ts}_{21}$ (bronzyt-hipersten) i klinopiroksenów: $\text{En}_{55}\text{Wo}_{45}\text{Fs}_{37}\text{Ts}_{39}$ (pigeonity) oraz $\text{En}_{45}\text{Wo}_{20}\text{Fs}_{33}$ (augity). Piroksenity składają się z: ortopiroksenów $\text{En}_{79}\text{Wo}_{57}\text{Fs}_{18}\text{Ts}_{38}$ (bronzyt-hipersten), klinopiroksenów $\text{En}_{59}\text{Wo}_{6}\text{Fs}_{35}$ (pigeonity) i $\text{En}_{44}\text{Wo}_{41}\text{Fs}_{18}\text{Ts}_{20}$ (augity), natomiast dunity zawierają oliwin $\text{Fo}_{81}\text{Fa}_{19}\text{Ts}_{21}$ (chryzolit). W cieście skalnym badanych bazaltów znajdują się zbliżone plagioklasy o wykształceniu listewkowym



Ryc. 3. Profil i przekrój przez wiercenie LK-3D w mieście Dien Bien (wg danych N. D. Dy, inf. ustna 2002) wraz z lokalizacją próbki bazaltów datowanych metodą K-Ar; krzyż na profilu litostratygraficznym oznacza znaleziska szczątków roślin

Fig. 3. Log and cross-section of the LK-3D borehole in the Dien Bien city (based on unpublished data by N. D. Dy, pers. comm. 2002), showing position of the basalt sample dated by K-Ar method; cross on the lithostratigraphic log denotes finds of plant remains

(labrador $An_{66}Ab_{34}Or_{40}$ z 3–5 mol.% Or), ksenomorficzne kryształy klinopiroksenów (pigeonity $En_{57}Wo_{42}Fs_{52}Fs_{35}$ i augity $En_{42}Wo_{27}Fs_{32}Fs_{28}$) oraz oliwinów (hortonolity $Fo_{48}Fa_{52}$). Większość kryształów budujących ciasto skalne ma wielkość od 0,01 do 0,2 mm. W badanych skałach, w przestrzeniach między listewkowymi kryształami plagioklazów oraz ksenomorficznymi kryształami klinopiroksenów i oliwinów, stwierdzono występowanie kryształów skalenia potasowego ($Or_{79}Ab_{25}An_{21}$ z 3 mol.% An). W opisywanych skałach występują także chaotycznie rozmieszczone ziarniste skupienia minerałów nieprzeźroczystych (tlenków Fe-Ti) i rzadszego pentlandytu (siarczku Fe-Ni).

Fenokryształy plagioklazów, piroksenów i oliwinów mają znacznie większe rozmiary i są chaotycznie rozmieszczone w cieście skalnym. W ich częściach brzegowych zaznaczył się proces korozji. Fenokryształy plagioklazów (labrador $An_{70}Ab_{30}$) występują w badanych skałach w postaci dobrze wykształconych tabliczek (o wielkości od 0,5 do 1,7 mm). Są one dobrze zachowane i bezbarwne pomimo widocznej korozji ich brzegów. Charakteryzują się obecnością polisyntetycznych zbliżeń i rzadziej występującą budową pasową. Fenokryształy plagioklazów (o wielkości ok. 1 mm) wykazują słabo zaznaczającą się budowę pasową, potwierdzoną dokładnymi badaniami składu chemicznego poszczególnych stref. W części centralnej plagioklaz ma skład $An_{65}Ab_{32}Or_{3}$, podczas gdy wyraźny wzrost zawartości cząsteczki albito-

wej jest zauważany jedynie w najbardziej zewnętrznej strefie ($An_{54}Ab_{40}Or_6$). Sporadycznie brzegi fenokryształów plagioklazów są obrastane przez subtelne obwódki (o grubości 20–50 μm ; ryc. 4a) o składzie alkalicznego skalenia $Or_{71}Ab_{29}$.

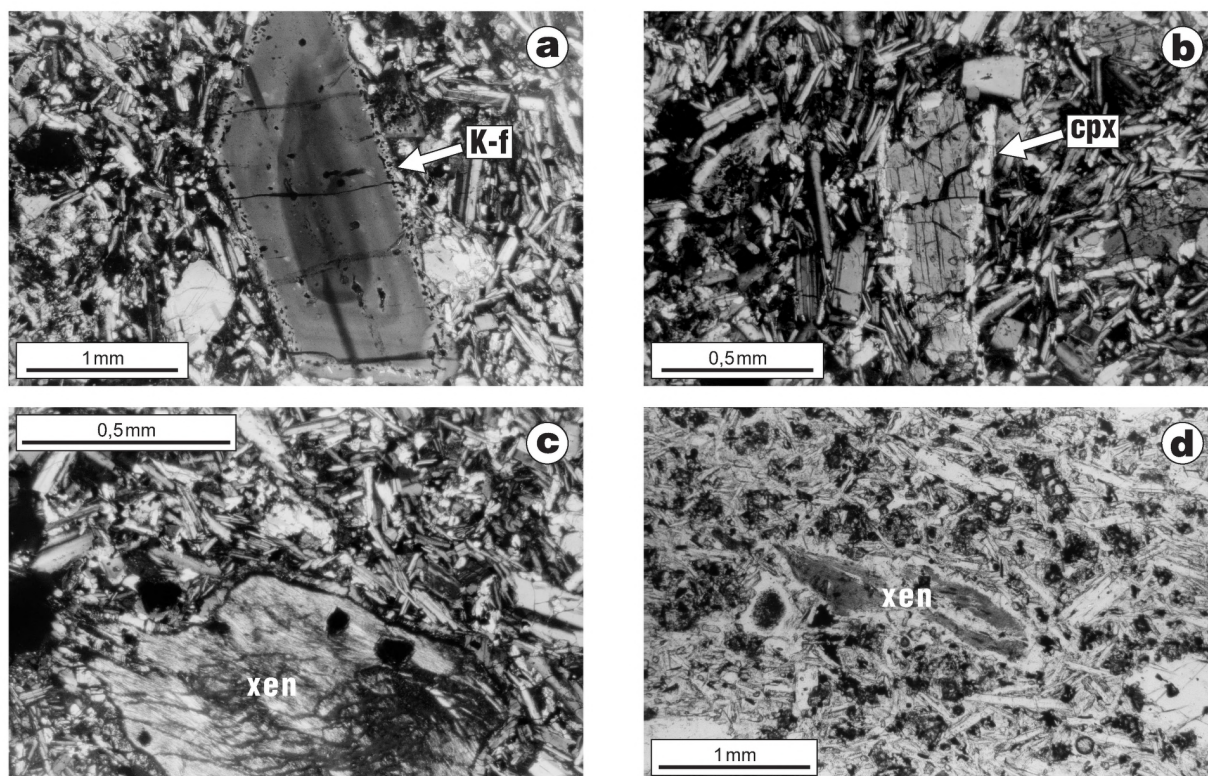
Bardzo rzadko obserwuje się fenokryształy plagioklazów o strukturze sitowej. Mają one wielkość powyżej 1 mm i składają się z plagioklaz ($An_{58}Ab_{40}Or_2$) i alkalicznego szkliwa, wykształconego w postaci małych oczek tworzących subtelna siatkę w obrębie plagioklaz.

Fenokryształy ortopiroksenów (bronzyt $En_{75}Wo_4Fs_{22}$) mają wielkość od 0,3 do 0,9 mm. W większości są one wykształcone jako kryształy ksenomorficzne. Dobrze wykształcone słupowe kryształy są bardzo rzadkie. Powierzchnie i płaszczyzny łupliwości ortopiroksenów są wypełnione wydzielonymi podczas procesów przeobrażeń minerałami nieprzeźroczystymi (tlenki Fe-Ti i wodorotlenki Fe). Kryształy ortopiroksenów są bezbarwne i niepleochroiczne; wykazują niską dwójłomność i proste ściemnianie światła na ścianie 010.

Stwierdzono występowanie procesu korozji w częściach brzegowych ich kryształów. Opisywane minerały są często obrastane (ryc. 4b) przez klinopirokseny (augity $En_{44}Wo_{34}Fs_{27}$). Klinopirokseny są, podobnie jak ortopirokseny, bezbarwne i niepleochroiczne, ale lepiej od nich zachowane, chociaż także obserwuje się słabą korozję brzegów ich kryształów. W próbce VA 24 stwierdzono obecność węglanów (syderytu) w środkowych częściach słabo zachowanych kryształów ortopiroksenów.

Fenokryształy oliwinów charakteryzują się zmiennym składem chemicznym (od hialosyderytu $Fo_{67}Fa_{33}$ w częściach środkowych, do hortonolitu $Fo_{47}Fa_{53}$ na brzegach). Wielkość badanych fenokryształów waha się od 0,3 do 0,5 mm. Są one dobrze zachowane i występują w badanych skałach jako ksenomorficzne kryształy, rzadziej jako kryształy tabliczkowe. Kryształy oliwinów są bezbarwne i niepleochroiczne; wykazują średnią dwójłomność. Podczas procesów przeobrażenia oliwinów wydzielili się w spękania kryształów i na ich brzegach minerały nieprzeźroczyste (tlenki i wodorotlenki żelaza). Kryształy oliwinów są skorodowane i wykazują tzw. zatoki korozyjne. Stwierdzono, że są one obrastane przez klinopirokseny (augity $En_{40}Wo_{38}Fs_{22}$).

Bowlingit (mieszanina saponitu, chlorytu i antygorytu) nie występuje w produktach przeobrażenia oliwinów i ortopiroksenów. Skalenie alkaliczne ($Or_{57}Ab_{27}An_{16}$) są w badanych skałach bardzo rzadkie. Stwierdzono ich obec-



Ryc. 4. Wybrane przykłady minerałów zidentyfikowanych w próbkach DB 54 oraz VA 24; a — delikatne obwódki skalenia potasowego wokół fenokryształu plagioklazu (próbka DB 54), nikole skrzyżowane, x 40; b — fenokryształ piroksenu: klinopiroksen obrastający ortopiroksen (próbka DB 54), nikole skrzyżowane, x 40; c — ksenolit termicznie przeobrażonych skał otaczających: włóknisty fibrolit drobnokrystalicznego syllimanitu/mullitu oraz małe izometryczne kryształy spinelu Mg-Fe (próbka DB 54), nikole skrzyżowane, x 90; d — ksenolit termicznie przeobrażonych skał otaczających złożony z syllimanitu/mullitu oraz spinelu Mg-Fe (próbka VA 24), światło spolaryzowane, x 90

Fig. 4. Selected examples of minerals found in basalt samples DB 54 oraz VA 24; a — subtle rims of K-feldspar around a plagioclase phenocryst (sample DB 54); crossed polars, 40 x; b — pyroxene phenocryst: clinopyroxene overgrowing orthopyroxene (sample DB 54); crossed polars, 40 x; c — a wallrock xenolith: fibrous mat of fine-crystalline sillimanite/mullite and Mg-Fe spinel (sample DB 54); crossed polars, 90 x; d — a wallrock xenolith consisting of sillimanite/mullite and Mg-Fe spinel (sample VA 24); plane-polarized light, 90 x

ność w cieście skalnym jako wypełnienie interstycji między kryształami plagioklazów, piroksenów i oliwinów.

Badane bazalty zawierają ksenolity (o wielkości od 0,8 do 2,2 mm; ryc. 4c, d), które są zbudowane z syllimanitu lub mullitu (badania w mikroobszarze potwierdziły obecność minerału o składzie Al-Si-O) i spineli (seria: spinel właściwy—hercynit $\text{Fe}_{57-42}\text{Mg}_{43-58}$). Obecność ksenolitów o takim składzie mineralnym wskazuje na termiczne przeobrażenie pierwotnego materiału ilastego w gorącym stopie magmowym, w warunkach wysokotemperaturowego metamorfizmu kontaktowego facji sanidynitowej.

Ziarna i agregaty ziarniste minerałów nieprzeźroczystych (siarczki Fe-Ni, tlenki Fe-Ti, wodorotlenki Fe) występują w spękaniach, w szczelinach łupliwości oraz na brzegach ulegających procesom przeobrażeń kryształów oliwinów i ortopiroksenów. Ponadto, minerały nieprzeźroczyste są chaotycznie rozmieszczone w cieście skalnym badanych bazaltów. Obserwowane w badanych skałach próżnie i pustki, prawdopodobnie pozostałości po pierwotnej strukturze pęcherzykowej, są wypełnione syderitem o wykształceniu sferolitycznym. Wielkość ich waha się od 2,2 do 6,5 mm.

Skład chemiczny piroksenów i skaleni z ultramaficznych i maficznych ksenolitów (dunit, piroksenity, gabra) i

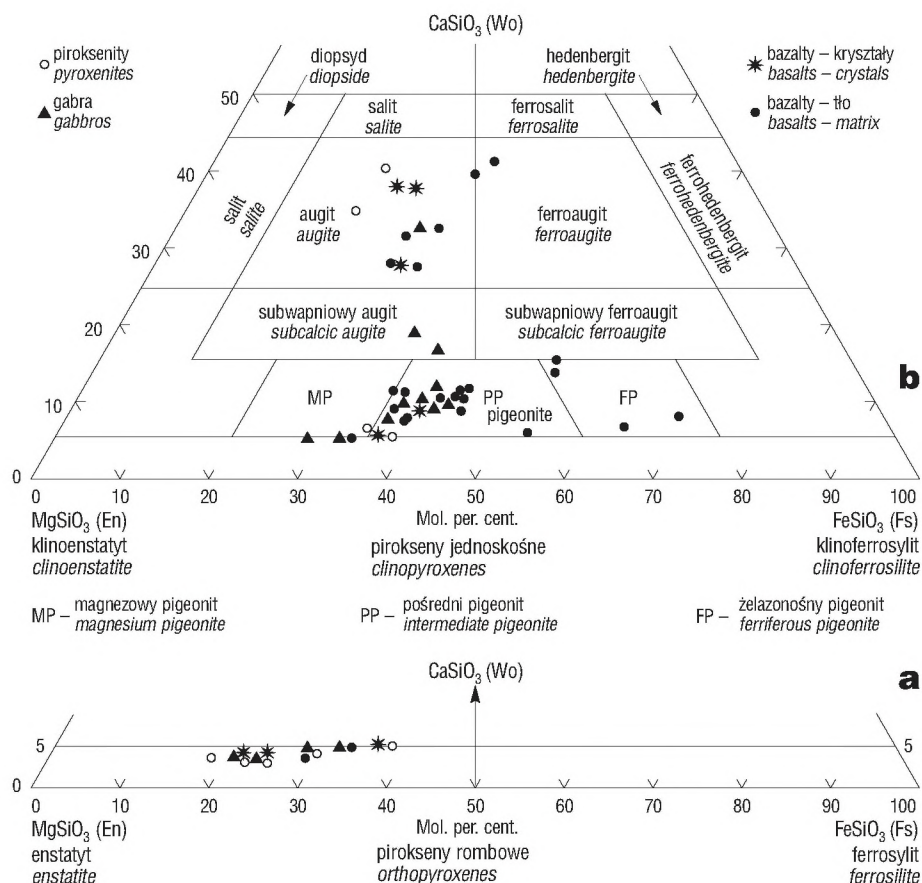
bazaltów (wykształcone jako fenokryształy oraz kryształy budujące ciasto skalne) przedstawiają ryc. 5 i 6.

Cechy skał otaczających. Skały otaczające reprezentują bardzo twarde, czarne lub ciemnozielone metamułowce i metaiłowce (próbki DB 52a, DB 52/1). Skały te są bardzo drobnoziarniste, a składają się z detrytycznego kwarcu o ostrokrawędzistych ziarnach, jasnej miki, neogenicznego chlorytu (klinochloru) oraz piryty. Omawiane utwory zostały słabo przeobrażone w warunkach niskotemperaturowego metamorfizmu kontaktowego, przypuszczalnie odpowiadającego facji albitowo-epidotowo-hornfelsowej.

Charakterystyka geochemiczna

W próbkach powierzchniowych skał bazaltowych z basenu Dien Bien Phu (DB 54, VA 24) oznaczono zawartości zarówno pierwiastków głównych, jak i śladowych w laboratorium Activation Laboratories Ltd., posługując się następującymi metodami: ICP MS (pierwiastki główne), INAA (pierwiastki śladowe obejmujące również ziemie rzadkie) oraz XRF (Nb).

Bazalty z basenu Dien Bien Phu charakteryzują się, w porównaniu z innymi wietnamskimi bazaltami, pewną geochemiczną odrębnością zarówno co do zawartości nie-



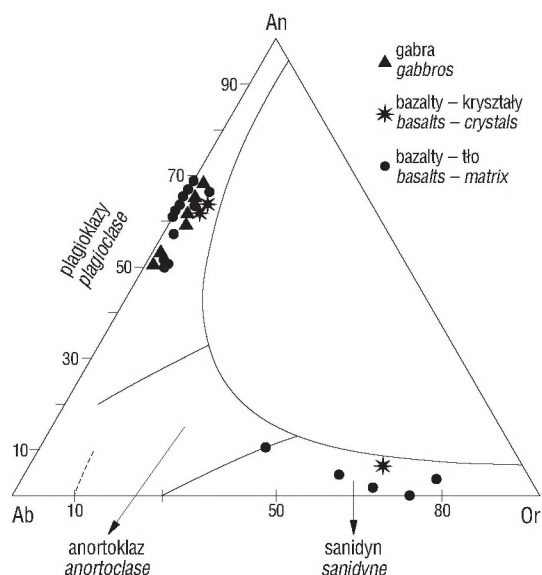
Ryc. 5. Pozycja piroksenów z bazaltów w Dien Bien Phu oraz ksenolitów skał ultramaficznych i maficznych (próbki: DB 54, VA 24, LK-3D) na diagramie klasyfikacyjnym: a–pirokseny rombowe, b–pirokseny jednoskośne. Symbole oznaczają pochodzenie piroksenów

Fig. 5. Position of pyroxenes from Dien Bien Phu basalts, as well as of ultramafic and mafic xenoliths (samples: DB 54, VA 24, LK-3D) on the pyroxene classification diagram: a–orthopyroxenes, b–clinopyroxenes. Symbols denote pyroxene sources

których pierwiastków głównych, jak i śladowych. Przy zawartości SiO_2 wynoszącej 52–54% wag., zawierają ok. 10% wag. FeO_{Tot} i mają stosunkowo niskie koncentracje MgO (5% wag.). Na podstawie zawartości TiO_2 wynoszącej ok. 2% wag. zaliczono je do bazaltów wysokotytanowych. W obu badanych próbkach z DBP zawartości

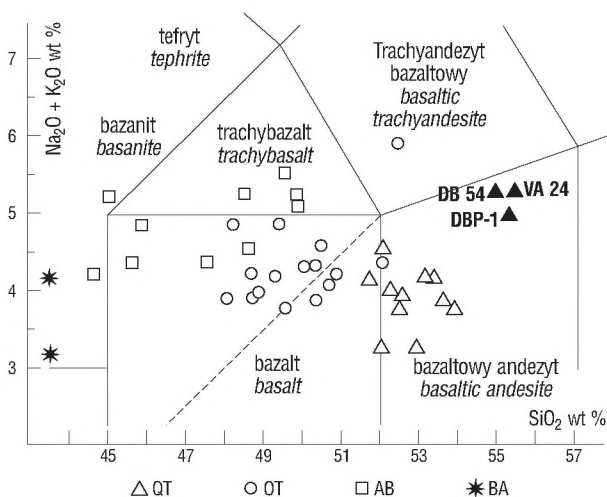
pierwiastków głównych są bardzo podobne. Jedynie zawartość FeO_{Tot} jest nieco wyższa w próbce DB 54 w porównaniu z VA 24. Skład chemiczny bazaltów i wzajemne proporcje niektórych pierwiastków niedopasowanych przedstawiono w tab. 1 i 2.

Na wykresie TAS (Le Maitre i in., 1989) punkty odpowiadające bazaltom z basenu Dien Bien Phu znalazły się w



Ryc. 6. Pozycja skaleni z bazaltów Dien Bien Phu oraz zawartych w ksenolitach skał maficznych na diagramie Ab–An–Or (próbki DB 54, VA 24, LK-3D). Symbole oznaczają pochodzenie skaleni

Fig. 6. Position of feldspars from Dien Bien Phu basalts and mafic xenoliths (samples: DB 54, VA 24, LK-3D) on the Ab–An–Or diagram. Symbols denote feldspar sources



Ryc. 7. Pozycja bazaltów Dien Bien Phu na diagramie TAS (Le Maitre i in., 1989). Bazalty z Dien Bien Phu oznaczono trójkątami; pozostałe dane za: Hoang i in. (1996a) oraz Hoang & Flower (1998)

Fig. 7. Plots of Dien Bien Phu basalts on the TAS diagram (Le Maitre i in., 1989). Dien Bien Phu basalts are marked by triangles; the other data taken from Hoang et al. (1996 a) and Hoang and Flower (1998)

polu bazaltowych andezytów, przy granicy z polem bazaltowych trachyandezytów. Toleity kwarcowe z południowego i środkowego Wietnamu (dane Hoanga i in., 1996 a

Tab. 1. Zawartość pierwiastków głównych i śladowych w bazaltach Dien Bien Phu

Table 1. Major and trace element compositions of the Dien Bien Phu basalts

| Pierwiastki główne <i>Main elements</i> (% wag.; wt.%) | VA 24 | DB 54 | DBP-1 (Hoang i in., 1996a) |
|---|-------|-------|----------------------------------|
| SiO ₂ | 54,34 | 52,86 | 54,69 |
| TiO ₂ | 2,08 | 1,93 | 2,02 |
| Al ₂ O ₃ | 15,37 | 15,12 | 15,84 |
| FeOTot. | 9,27 | 10,03 | 9,56 |
| MnO | 0,17 | 0,19 | 0,16 |
| MgO | 5,06 | 4,84 | 5,30 |
| CaO | 6,50 | 6,14 | 6,09 |
| Na ₂ O | 3,29 | 3,12 | 2,97 |
| K ₂ O | 2,01 | 1,93 | 2,02 |
| P ₂ O ₅ | 0,34 | 0,32 | 0,32 |
| LOI | 0,78 | 1,29 | 1,93 |
| Suma <i>total</i> | 99,21 | 97,77 | 100,90 |
| (ppm) | | | |
| Cr | 141 | 135 | 119 |
| Ni | 105 | 95 | 110 |
| Cu | 35 | 36 | 31 |
| Zn | 134 | 117 | 113 |
| Rb | 66 | 73 | 65 |
| Sr | 319 | 300 | 287 |
| Y | 30 | 30 | 31 |
| Zr | 172 | 170 | 182 |
| Nb | 31 | 30 | 30 |
| Ba | 330 | 317 | 318 |
| Ce | 42 | 41 | 43,3 |
| La | 20,9 | 21,9 | 22,0 |
| Nd | 17 | 24 | 22,5 |
| Sm | 5,8 | 5,7 | 6,0 |
| Eu | 1,7 | 1,6 | 1,6 |
| Tb | 0,5 | 0,9 | 1,1 |
| Dy | | | 6,1 |
| Yb | 2,3 | 2,4 | 2,1 |
| Lu | 0,32 | 0,34 | 0,30 |
| Hf | 4,7 | 5,3 | 6,0 |
| Ta | 2 | 2 | 2,0 |
| U | 1,6 | 2 | 1,3 |
| Th | 5,2 | 5,9 | 6,7 |
| Sc | 18,0 | 17,3 | 15,9 |
| K ₂ O/Na ₂ O | 0,61 | 0,62 | 0,68 |
| Zr/Y | 5,73 | 5,67 | 5,87 |

oraz Hoanga & Flowera, 1998) grupują się w polach: bazaltowych andezytów (wykazując jednak niższy udział SiO₂ i alkaliów Na₂O+K₂O) oraz bazaltów (ryc. 7). Na wykresie K₂O/SiO₂ badane bazalty znalazły się w polu wapniowo-alkalicznej serii bazaltowej. Podobnie, zawartości FeO_{Tot.}, Na₂O+K₂O i MgO (diagram AFM —por. Irvine & Baragar, 1971) odpowiadają seriom wapniowo-alkalicznym. Na wykresie klasyfikacyjnym, opartym na stosunkach Nb/Y i Zr/TiO₂ (Winchester & Floyd, 1977), wszystkie wietnamskie bazalty grupują się w polu bazaltów alkalicznych (ryc. 8). Z kolei na projekcji opartej o skład normatywny CIPW (diagram nefelin–oliwin–diopsyd–hipersten–kwarc; wg Thompsona, 1984) próbki badanych bazaltów mieszczą się w polu toleitów kwarcowych.

Na wykresach geochemicznych Zr–Y*3–Ti/100 (Pearce & Cann, 1973); Zr–Zr/Y (Pearce & Norry, 1979); Nb*2–Zr/4 –Y (Meschede, 1986); por. ryc. 9) charakteryzujących środowiska geotektoniczne powstawania bazaltów, bazalty z Dien Bien Phu znalazły się w polu bazaltów śródpłytowych (WPB). Z kolei, na wykresie dyskryminacyjnym La/10–Y/15–Nb/8 (Cabanis & Lecolle, 1989) punkty odpowiadające badanym bazaltom lokują się w polu alkalicznych bazaltów z ryftów kontynentalnych.

Dyskusja

Skład geochemiczny późnokenozoicznych bazaltów wietnamskich był dotychczas uważany za wskaźnik obecności głęboko zalegającego gorącego źródła w płaszczu, związanego z podnoszącą się w reżimie tensyjnym astenosferą (Chi i in., 1998). Rangin i in. (1995) uważają, że późnoeogeński wulkanizm Indochin wiąże się ściśle z równoległą ekstensją zorientowaną E–W, natomiast Lee i in. (1998) sądzą, że migracja centrów erupcyjnych rozpoczęła się w południowym Wietnamie w środkowym mioceenie, a następnie przemieszczała się ku północy w późnym mioceenie, aby ponownie pojawić się w południowym Wietnamie w późnym pliocenie, kiedy to na północy miały miejsce jedynie izolowane erupcje law bazaltowych.

Pod względem składu chemicznego bazalty z Dien Bien Phu są zbliżone do wysoko–SiO₂ i nisko–FeO_{Tot.} toleitów kwarcowych, odpowiadając — najprawdopodobniej — wczesnej (dolnej) formacji bazaltów wyróżnionych przez Hoanga i in. (1996a) oraz Hoanga i Flowera (1998), a reprezentujących magmę o źródle litosferycznym. Może to wskazywać, że niezależnie od młodego wieku, badane bazalty w NW Wietnamie odzwierciedlają obecność ściśnionej skorupy, podścielonej przez gorący pióropusz astenosfery (Hoang i in., 1996a; Hoang & Flower, 1998). Szacowane wartości ciśnienia i temperatury dla toleitów kwarcowych w warunkach uwodnionych wynoszą: 1128±14°C przy 5 kbar (Hoang i in., 1996b) lub 1350–1400°C przy 1,5 GPa (Hoang & Flower, 1998). Cytowani autorzy (Hoang & Flower, 1998) zasugerowali obecność „rozproszonej prowincji wulkanicznej” (*diffuse volcanic province*), będącej efektem zarówno transtensji litosfery, jak i dekompresji astenosfery, równoczesnych z ekstruzją termicznie anormalnego płaszcza wywołaną przez kolizję kontynentalną.

Zgodnie z czterema „chemicznymi typami” wydzielonymi przez Hoanga i in. (1996a) na podstawie projekcji opartej na składzie normatywnym CIPW, bazalty z basenu Dien Bien Phu należą do toleitów kwarcowych. Toleity kwarcowe dominują wśród bazaltów należących do

Tab. 2. Stosunki śladowych pierwiastków niedopasowanych w skorupie i płaszczu

Table 1. Incompatible trace element ratios in the crustal and mantle reservoirs

| | Zr/Nb | La/Nb | Ba/Nb | Ba/Th | Rb/Nb | K/Nb | Th/Nb | Th/La | Ba/La |
|--|----------------------|------------------------|----------------------|-------------------|------------------------|---------|--------------------------|--------------------------|------------------------|
| Pierwotny płaszcz <i>Primitive mantle</i> | 14,8 | 0,94 | 9,0 | 77 | 0,91 | 323 | 0,117 | 0,125 | 9,6 |
| N-MORB | 30 | 1,07 | 1,7–8,0 | 60 | 0,36 | 210–350 | 0,025–0,071 | 0,067 | 4,0 |
| E-MORB | | | 4,9–8,5 | | | 205–230 | 0,06–0,08 | | |
| Skorupa kontynent. <i>Continental crust</i> | 16,2 | 2,2 | 54 | 124 | 4,7 | 1341 | 0,44 | 0,204 | 25 |
| HIMU OIB | 3,2–5,0 2,7–5,6 | 0,66–0,77 0,64–0,82 | 4,9–6,9 4,7–6,9 | 49–77 39–85 | 0,35–0,38 0,30–0,43 | 77–179 | 0,078–0,101 0,07–0,12 | 0,107–0,133 0,10–0,16 | 6,8–8,7 6,2–9,3 |
| EM1 OIB | 4,2–11,5 3,5–13,1 | 0,86–1,19 0,78–1,37 | 11,4–17,89 1–23,4 | 103–154 80–204 | 0,88–1,17 0,69–1,23 | 213–432 | 0,105–0,122 0,09–0,12 | 0,107–0,128 0,09–0,15 | 13,2–16,9 11,3–19,1 |
| EM2 OIB | 4,5–7,3 4,4–7,8 | 0,89–1,09 0,79–1,19 | 7,3–13,3 6,4–13,3 | 67–84 57–105 | 0,59–0,85 0,58–0,87 | 248–378 | 0,111–0,157 0,10–0,17 | 0,111–0,157 0,11–0,18 | 8,3–11,3 7,3–13,5 |
| | | | | | | | | | |
| VA 24 | 5,55 | 0,67 | 10,65 | 63,5 | 2,13 | 539 | 0,17 | 0,25 | 15,8 |
| DB 54 | 5,67 | 0,73 | 10,57 | 53,7 | 2,42 | 533 | 0,20 | 0,27 | 14,5 |
| DBP-1 | 6,07 | 0,73 | 10,60 | 47,5 | 2,17 | 560 | 0,22 | 0,30 | 14,5 |

Według danych cytowanych przez (*according to the data cited by*): 19,5 — Rollinson (1993; por. także (*cf. also*): Saunders i in., 1988; Weaver, 1991); 19,5 — Wilson (1993); badane próbki (*analysed samples*): DBP-1 wg (*after*): Hoang i in. (1996a); VA 24, DB 54 — w tej pracy (*in this paper*)

wczesnej serii z Phuoc Long i Dalat. Ponadto, są one obecne w Pleiku Buon Ma Thuot i Dien Bien Phu (Hoang & Flower, 1998). Toleity kwarcowe z Dalat i Phuoc Long są głównie afanitowe (3% fenokryształów) do średnio porfirowych (<10% fenokryształów) i zawierają oliwiny (Fo_{78–74}), augit (Wo_{47–49}En_{40–36}Fs_{13–14}), jak również plagioklaz (An_{83–72}) (Hoang i in., 1996a). Badane kwarcowe toleity z Dien Bien Phu są średnio porfirowe (<10%) i poza fenokryształami oliwinów (Fo_{67–47}) i plagioklazów (An_{70–66}Ab_{30–34}) zawierają fenokryształy piroksenów rombów (En_{75–63}Fs_{22–32}Wo_{4–5}). Obecność tych ostatnich powoduje, że skały te przypominają bazalty łuków wulkanicznych (m. in., Kushiro, 1990). Ortopiroksenowo-porfirowe toleity praktycznie nie występują w obszarach śródpłytowych, a warunki ich petrogenety mogą odzwierciedlać wysokie ciśnienie wody (P/H₂O) w źródłowym płaszczu (Hoang & Flower, 1998).

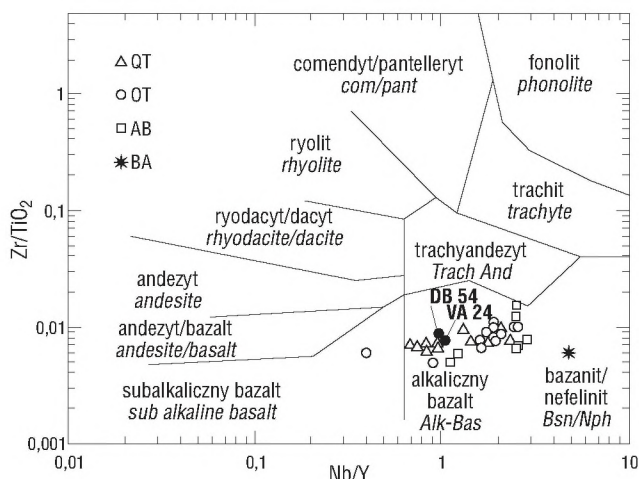
Toleity kwarcowe z Dien Bien Phu, datowane na 5,2–5,4 Ma, nie mają odpowiedników petrograficznych o tym samym wieku wśród innych kenozoicznych bazaltów występujących w Wietnamie. Zbliżone do nich wiekiem są jedynie skały wulkaniczne odsłaniające się w Pleiku (4,8 Ma), reprezentujące jednak bazalty alkaliczne, podobnie jak alkaliczne bazalty z Buon Ma Thuot (4,5–4,6 Ma). Z drugiej strony, toleity kwarcowe pojawiają się w obrębie różnowiekowych serii skalnych: od 15 Ma (Phuoc Long) po 0,35 Ma (wyspa Con Co; por. Hoang & Flower, 1998).

Analizując stosunki pierwiastków niedopasowanych Hoang i Flower (1998) sugerowali, że w niektórych bazaltach wietnamskich zaznaczył się proces kontaminacji materiałem skorupy. Pojęcie kontaminacji skorupy kontynentalnej może mieć wiele znaczeń. Najbardziej powszechne to „kontaminacja stopu pochodzącego z płaszczu przez skorupę kontynentalną, po opuszczeniu przez magmę rejonu źródłowego” (Hawkesworth & van Calsteren, 1983). Jednakże, może być również używane w znaczeniu kontaminacji samego regionu źródłowego płaszczu,

z którego magma pochodzi, materiałem skorupy kontynentalnej, np. poprzez wcielenie osadów subdukowanych do płaszczu (Rollinson, 1993). Zakres kontaminacji skałami otaczającymi (*wallrock*) w bazaltach kontynentalnych jest kontrowersyjny (m.in., Carlson, 1991; Hergt i in., 1991; Arndt i in., 1993) i trudny do potwierdzenia oraz zidentyfikowania tylko na podstawie składu chemicznego, zwłaszcza gdy oba źródła: magmowe i kontaminowane są nieznane (np. Carlson & Hart, 1988; Barling i in., 1994). Kontaminacja przez materiał skorupowy może przebiegać na wiele sposobów: poprzez asymilację materiału skorupy na dużą skalę, asymilację częściowo stopionego materiału pochodzącego ze skorupy, czy w końcu poprzez selektywną wymianę pewnych specyficznych pierwiastków, przenoszonych fluidami ze skorupy do płaszczu (Rollinson, 1993). Generalnie, domieszka składników skorupowych do magmy bazaltowej lub jej obszarów źródłowych zaznacza się w postaci pozytywnej korelacji ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr z takimi parametrami, jak: SiO₂, Rb/Sr, K₂O/P₂O₅, Ba/Nb i La/Nb (Carlson & Hart, 1988; Fitton i in., 1988), jak również La/Ta i Th/Ta (Loubet i in., 1988), chociaż te zależności mogą być komplikowane przez procesy asymilacji, frakcjonalnej krystalizacji i efektu częściowego topienia (De Paolo, 1981).

Według Hoanga i Flowera (1998), wzrost stosunków Rb/Zr oraz Ba/Zr vs. Ti/Zr w niektórych bazaltach wietnamskich odzwierciedla domieszkę materiału pochodzenia skorupowego. W bazaltach z Dien Bien Phu wyraźny wzrost zaznacza się jedynie w stosunku Rb/Zr vs. Ti/Zr, podczas gdy stosunek Ba/Zr vs. Ti/Zr nie odbiega od wartości typowych dla pozostałych bazaltów.

Młode bazalty w całym Wietnamie wykazują wartości stosunku Rb/Sr zmieniające się od 0,02 do 0,11, oprócz bazaltów z Wietnamu południowego, gdzie stosunki te wynoszą ok. 0,18. Bazalty z Dien Bien Phu wykazują wartości Rb/Sr przekraczające 0,2 (0,21 do 0,24; por. ryc. 10);

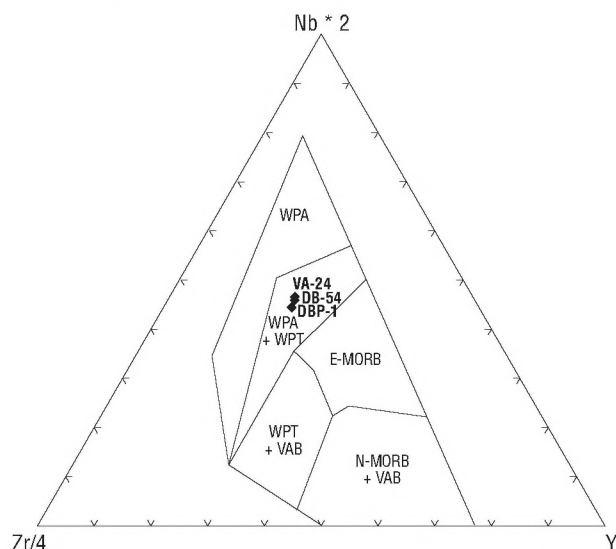


Ryc. 8. Pozycja bazaltów z Dien Bien Phu na tle pozostałych kenozoicznych bazaltów Wietnamu (dane cytowane przez Hoanga i in., 1996a) na diagramie Zr/TiO_2 vs. Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977), * próbka DBP-1

Fig. 8. Plots of Dien Bien Phu basalts compared with other Vietnamese Cenozoic basalts quoted by Hoang et al. (1996 a) on the diagram Zr/TiO_2 vs. Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977), * sample DBP-1

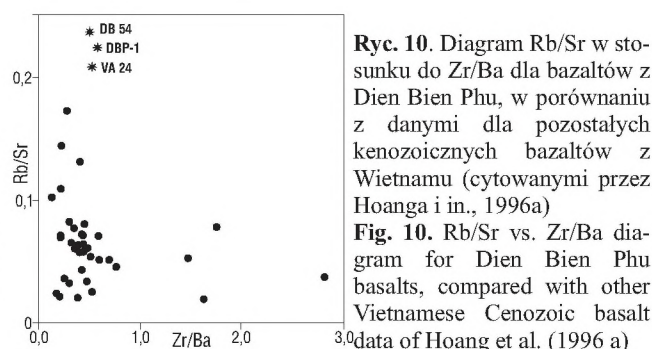
natomiast proporcje Zr/Ba (0,52–0,57) nie przekraczają wartości 0,8 i mieszczą się w przedziale charakterystycznym dla pozostałych bazaltów z tego regionu.

Wykres zależności Ta/La vs. Th/La (ryc. 11) również sugeruje odrębny charakter próbek z Dien Bien Phu, wynikający ze wzrostu proporcji Th/La (powyżej 0,25), podczas gdy w pozostałych bazaltach z obszaru Wietnamu wartości te nie przekraczają 0,2. Natomiast stosunki Ta/La są zbliżone do obserwowanych w pozostałych bazaltach wietnamskich.



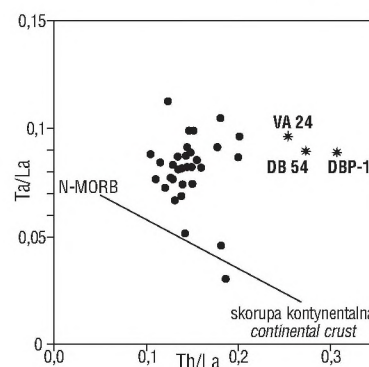
Ryc. 9. Pozycja bazaltów z Dien Bien Phu na diagramie $Zr/4-2Nb-Y$ (Meschede, 1986). Objasnienia pól: WPA—śródpłytkowe bazalty alkaliczne, WPT—śródpłytkowe toleity, VAB—bazalty łuków wyspowych, E-MORB—bazalty typu E-MORB, N-MORB—bazalty typu N-MORB

Fig. 9. Plots of Dien Bien Phu basalts on the diagram $Zr/4-2Nb-Y$ (Meschede, 1986). The fields are defined as follows: WPA— within-plate alkali basalts, WPT — within-plate tholeiites, VAB — volcanic-arc basalts, E-MORB—E-type MORB, N-MORB—N-type MORB)



Ryc. 10. Diagram Rb/Sr w stosunku do Zr/Ba dla bazaltów z Dien Bien Phu, w porównaniu z danymi dla pozostałych kenozoicznych bazaltów z Wietnamu (cytowanymi przez Hoanga i in., 1996a)

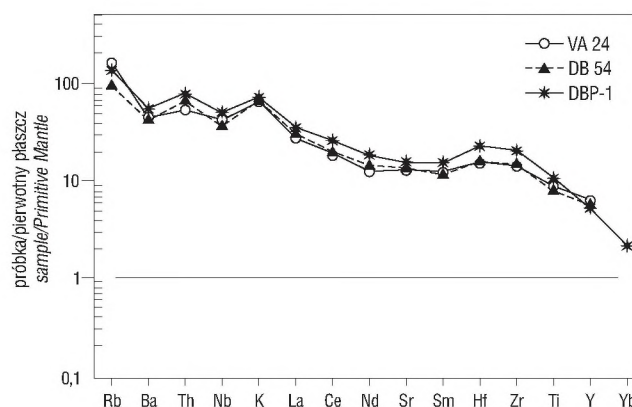
Fig. 10. Rb/Sr vs. Zr/Ba diagram for Dien Bien Phu basalts, compared with other Vietnamese Cenozoic basalt data of Hoang et al. (1996 a)



Ryc. 11. Diagram Ta/La w stosunku do Th/La dla bazaltów z Dien Bien Phu, w porównaniu z danymi dla pozostałych kenozoicznych bazaltów z Wietnamu (cytowanymi przez Hoanga i in., 1996a)

Fig. 11. Ta/La vs. Th/La diagram for Dien Bien Phu basalts, compared with other Vietnamese Cenozoic basalt data of Hoang et al. (1996 a)

Bardzo charakterystyczne w bazaltach z Dien Bien Phu jest to, że spośród wielu stosunków pierwiastków niedopasowanych, tylko niektóre z nich: Rb/Nb , K/Nb , Th/Nb i Th/La (por. ryc. 11) wyraźnie odbiegają od stosunków charakterystycznych dla pozostałych wietnamskich bazaltów, podczas gdy inne, np. Zr/Nb , La/Nb , Ba/Nb , Ba/Th i Ba/La



Ryc. 12. Diagram obrazujący rozkłady niedopasowanych pierwiastków w bazaltach z Dien Bien Phu, znormalizowanych względem pierwotnego płaszcza; DBP-1 — według Hoanga i in. (1996 a)

Fig. 12. Spider diagram showing primitive mantle-normalized incompatible element distributions for Dien Bien Phu basalts; DBP-1 after Hoang et al. (1996 a)

utrzymują się na tym samym poziomie. Wartości Rb/Nb, K/Nb, Th/Nb, Th/La przekraczają wartości stosunków charakterystycznych dla EMII OIB i oscylują pomiędzy wartościami przypisywanymi EMII OIB i skorupie kontynentalnej (tab. 2).

Rozkład pierwiastków niedopasowanych, znormalizowanych do pierwotnego płaszczu (Mc Donough i in., 1991) jest bardziej zbliżony do bazaltów wysp oceanicznych (OIB) niż do bazaltów MORB. Wykazuje on pozytywną anomalię K i Th i negatywną anomalię Ba i Nb (ryc. 12). W porównaniu z innymi kenozoicznymi bazaltami Wietnamu, próbki z Dien Bien Phu są wzbogacone w Rb, Th i K, a zubożone w Ba.

Warto zwrócić uwagę, że największe różnice wykazują proporcje pomiędzy Rb, K i Th. Dwa pierwsze pierwiastki należą do niedopasowanych, a jednocześnie bardzo ruchliwych (Rollinson, 1993). Wydaje się, że właśnie ta ruchliwość mogła odegrać decydującą rolę we wzbogaceniu omawianych bazaltów w wymienione pierwiastki (zwłaszcza w Rb), jak również mogła wpływać na ich stosunki izotopowe.

W bazaltach z basenu Dien Bien Phu bardzo istotnym jest w nich najwyższy — spośród wszystkich wietnamskich bazaltów — stosunek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, wynoszący 0,7065 (Hoang i in., 1996a). W pracy Hoanga i in. (1996a) zostały omówione wysokie stosunki izotopów strontu z bazaltów z Pleiku, Song Cau oraz Xuan Loc, jednakże znacznie niższe niż z DBP. Autorzy ci nie ustosunkowali się do wyników badań izotopowych otrzymanych dla bazaltów z DBP. Wskazują oni, iż nie jest jasne czy wysoki stosunek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ w bazaltach odzwierciedla częściowe topienie wysoko skontaminowanego litosferycznego płaszczu, czy też jest produktem reakcji z otaczającymi skałami skorupowymi. Niemniej jednak, historia zubożenia/wzbogacenia płaszczu litosferycznego wydaje się być różna od związanej ze źródłem w astenosferze. Ponieważ obecność EM II w bazaltach wietnamskich może być wyjaśniona stosunkowo prosto subdukcją osadów podczas wczesnej ewolucji brzegów Euroazji z Pacyfikiem, to pochodzenie astenosferycznego EM I i jego widoczny brak w litosferycznym płaszczu pozostają problematyczne (Hoang i in., 1996a).

Podwyższenie stosunków pewnych pierwiastków niedopasowanych sugeruje kontaminację bazaltów z Dien Bien Phu materiałem pochodzenia skorupowego. Proces kontaminacji mógł nastąpić w materiale źródłowym płaszczu, bądź w wyniku reakcji magmy ze skałami otaczającymi. Jak już wcześniej wspomniano, problemu tego nie można rozwiązać wyłącznie na podstawie danych geochemicznych.

W przypadku bazaltów z DBP obecność drobnych ksenolitów skał otaczających (pierwotnie łupków ilastych i mułowców), jest bardzo ważną przesłanką. Wysoka temperatura intrudującej magmy była odpowiedzialna za przeobrażenie materiału ilastego, z którego były zbudowane ksenolity i utworzenie się syllibimanitu/mullitu i spinelu. Odbiegające od normy wysokie stosunki pierwiastków zawierających K, Rb i Th można wytłumaczyć kontaminacją materiałem skał otaczających. Hipoteza ta nie wyklucza, że źródłem magmy bazaltowej mógł być wzbogacony płaszcz EM II, o czym świadczą stosunki pozostałych pier-

wiastków niedopasowanych, jak np.: Zr/Nb, La/Nb, Ba/Nb, Ba/Th i Ba/La (tab. 2), których proporcje w bazaltach z DBP są podobne do notowanych w pozostałych wietnamskich toleitach kwarcowych.

Obecność obwódek skaleni potasowego wokół fenokryształów plagioklazów i występowanie skaleni potasowych w przestrzeniach (interstycjach) w cieście skalnym mogą świadczyć o procesach metasomatozy zachodzących w badanych bazaltach, a związanych z ich kontaminacją materiałem osadowym. W trakcie przemieszczania magmy zachodziły procesy selektywnego uruchamiania ze skał otaczających potasu i diadochowo z nim związanego rubidu, wzbogacające stop reszkowy bazaltów w te pierwiastki.

Odzwierciedleniem tych procesów jest odmienna od pozostałych bazaltów wietnamskich sygnatura geochemiczna bazaltów z DBP, zaznaczająca się wysokimi stosunkami pierwiastków niedopasowanych, zawierającymi K, Rb i Th.

Wnioski

1. Wiek bazaltów z Dien Bien Phu oznaczony metodą $\text{K}^{40}/\text{Ar}^{40}$ odpowiada początkowi pliocenu ($5,2 \pm 0,34$ mln lat).
2. Na podstawie analiz petrograficznych zakwalifikowano badane skały do grupy toleitów/bazaltów oliwinowych (obecność kryształów oliwinu, brak kwarcu w interstycjach w cieście skalnym), zawierających enklawy skał ultramaficznych i maficznych (dunitów, piroksenitów oraz gabr).
3. Na podstawie geochemicznych przeliczeń analiz chemicznych na skład normatywny, bazalty z Dien Bien Phu należy zaliczyć do grupy toleitów kwarcowych i korelować je ze starszą serią (formacją) bazaltów wietnamskich, wyróżnioną przez Hoanga i in. (1996a) oraz Hoanga i Flowera (1998).
4. Występowanie ksenolitów zawierających syllibanit/mullit świadczy o kontaminacji magmy bazaltowej materiałem skał otaczających.
5. Występowanie obwódek K-skaleni na fenokryształach plagioklazów i w interstycjach w cieście skalnym jest spowodowane asymilacją najbardziej ruchliwych pierwiastków ze skał otaczających, która zmodyfikowała stop reszkowy. Pod względem geochemicznym proces ten zaznaczył się selektywnym wzrostem stosunków pierwiastków niedopasowanych, obejmujących K, Rb i Th.
6. Sygnatury geochemiczne pozwalają zaliczyć badane skały do bazaltów śródpłytowych. Szybkie przemieszczanie się magmy bazaltowej na powierzchnię w strefie uskokowej Dien Bien Phu, na co wskazują cechy strukturalne i teksturalne, może być efektem młodej transtensji skorupy w tym rejonie, wywołanej podwyższeniem stropu astenosfery.

Badania zostały sfinansowane z grantu KBN nr. 6 PO4E 026 18 (dla W. Zuchewicza). Autorzy wyrażają szczególną wdzięczność dr A. Świerczewskiej i doc. A. K. Tokarskiemu za udostępnienie próbki VA 24, dr N. D. Dy za opis i przekrój przez wiercenie w Dien Bien oraz przekazanie próbki LK-3D, a prof. J. Głazkowi za wnikliwą recenzję wstępnej wersji pracy. Dr L. Chudzikiewiczowi składamy podziękowanie za komputerową obróbkę ilustracji.

Literatura

- ARNDT N. T., CZAMANSKE G. K., WOODEN J. L. & FEDORENKO V. A. 1993 — Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism. *Tectonophysics*, 223: 39–52.
- BARLING J., GOLDSTEIN S. L. & NICHOLS I. A. 1994 — Geochemistry of Heard Island (Southern Indian Ocean): Characterization of an enriched mantle component and implications for enrichment of the sub-Indian Ocean mantle. *J. Petrol.*, 35: 1017–1053.
- CABANIS B. & LECOLLE M. 1989 — Le diagramme La/10–Y/15–Nb–8; un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *C.R. Acad. Sci. Ser. II*, 309: 2023–2029.
- CARLSON R. W. 1991 — Physical and chemical evidence on the cause and source characteristics of flood basalt volcanism. *Australian J. Earth Sci.*, 38: 525–544.
- CARLSON R. W. & HART W. K. 1988 — Flood basalt volcanism in the Northwestern United States. [In:] J. D. Macdougall (ed.), *Continental Flood Basalts*. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht: 35–61.
- CHI C. T., DOROBOK S., RICHTER C., FLOWER M., KIKAWA E., YEM N. T. & McCABE R. 1998 — Paleomagnetism of Late Neogene basalts in Vietnam and Thailand: implications for the post-Miocene tectonic history of Indochina. [In:] M. Flower (ed.), *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*. AGU, *Geodynamics*, 27: 289–299.
- CUONG N. Q. & ZUCHIEWICZ W. 2001 — Morphotectonic properties of the Lo River Fault near Tam Dao in North Vietnam. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 1: 15–22.
- De PAOLO D. J. 1981 — Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53: 189–202.
- DY N. D., TU D. V., THUAN D. V. & TAN M. T. 1999 — Relationship between Quaternary sedimentation and landslide–mudflow formation in NW Vietnam. *J. Geol.*, Ser. B 13–14: 256–261, Hanoi.
- FITTON J. G., JAMES D., KEMPTON P. D., ORMEROD D. S. & LEEMAN W. P. 1988 — The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the Western United States. *J. Petrol.*, Spec. Lithosphere Issue: 331–349.
- HAWKESWORTH C. J. & van CALSTEREN P. W. C. 1983 — Radiogenic isotopes—some geological applications. In: P. Henderson (Ed.), *Rare Earth Elements*. Elsevier, Amsterdam: 375–421.
- HERGT J. M., PEATE D. W. & HAWKESWORTH C. J. 1991 — The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low–Ti flood basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 105: 134–148.
- HOANG N., FLOWER M. F. J. & CARLSON W. W. 1996 a — Major, trace element, and isotopic compositions of Vietnamese basalts: Interaction of hydrous EM–1 — rich asthenosphere with thinned Eurasian lithosphere. *Geoch. Cosmochim. Acta*, 60: 4329–4351.
- HOANG N., FLOWER M. F. J. & XUAN Ph. T. 1996 b — Petrology of Late Cenozoic basalts in Vietnam (in Vietnamese with English summ.). *Geology and Natural Resources*, 1: 156–166. Hanoi.
- HOANG N. & FLOWER M. 1998 — Petrogenesis of Cenozoic basalts from Vietnam: implication for origins of a “diffuse igneous province”. *J. Petrol.*, 39: 369–395.
- HUNG N. V. & VINH H. Q. 2001 — Moving characteristics of the Lai Chau–Dien Bien fault zone during Cenozoic. *J. Geol.*, Ser. B 17–18: 65–77. Hanoi.
- HUTCHISON C. S. 1989 — *Geological Evolution of South–East Asia*. Oxford Scientific Publications.
- IRVINE T. N. & BARAGAR W. R. A. 1971 — A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523–548.
- KUSHIRO I. 1990 — Partial melting of mantle wedge and evolution of island arc crust. *J. Geophys. Res.*, 95: 15929–15939.
- LEE T. Y., LO C. H., CHUNG S. L., CHEN C. Y., WANG P. L., LIU W. P., HOANG N., CHI C. T. & YEM N. T. 1998 — $^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ dating result of Neogene basalts in Vietnam and its tectonic implication. [In:] M. Flower (ed.), *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*. AGU, *Geodynamics*, 27: 317–330.
- LELOUP P. H., LACASSIN R., TAPPONNIER P., SCHAEERER U., DALAI Zh., XIAOHAN L., LIANGSHAN Zh., SHAOCHENG J. & TRINH P. T. 1995 — The Ailao Shan — Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina. *Tectonophysics*, 251: 3–84.
- Le MAITRE R. W., BATEMAN T., DUDEK A., KELLER J., LAMEYRE Le BAS M. J., SABINE P. A., SCHMID R., SORENSEN H., STRECKEISEN A., WODLEY A. R. & ZANETTIN B. 1989 — A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Le PICHON X., FOURNIER M. & JOLIVET L. 1992 — Kinematics, topography, shortening, and extrusion in the India–Eurasia collision. *Tectonics*, 11: 1085–1098.
- LOUBET M., SASSI R. & DIDONATO G. 1988 — Mantle heterogeneities: a combined isotope and trace element approach and evidence for recycled continental crust materials in some OIB sources. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 89: 299–315.
- McDONOUGH W. F., SUN S., RINGWOOD A. E., JAGOUTZ E. & HOFMANN A. W. 1991 — K, Rb and Cs in the Earth and Moon and the evolution of the Earth’s mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Ross Taylor Symp. Volume.
- MESCHEDE M., 1986 — A method of discriminating between different types of mid–ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chem. Geol.*, 56: 207–218.
- MY B. P., KY P. V., HOANH N. V. & TUYET T. D. 1978 — Geological map of the Socialist Republic of Vietnam 1: 200,000, sheet Lao Cai (F–48–XIV). General Geological Directorate, Geological Survey Inter–Group, Hanoi.
- PEARCE J. A. & CANN J. R. 1973 — Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 290–300.
- PEARCE J. A. & NORRIS M. J. 1979 — Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 33–47.
- PÉCSKAY Z., BALOGH K. & TÓTH E. 2002 — Radiometric age determinations of magmatic rocks from Vietnam. *Inst. Nuclear Res., Hungarian Acad. Sci., Debrecen*, 9 ms. pp. (niepubl.).
- RANGIN C., KLEIN M., ROQUES D., Le PICHON X. & TRONG L. V. 1995 — The Red River fault system in the Tonkin Gulf, Vietnam. *Tectonophysics*, 243: 209–222.
- ROLLINSON H. R. 1993 — *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical, New York.
- SAUNDERS A. D., NORRIS M. J. & TARNEY J. 1988 — Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints. *J. Petrol.*, Spec. Lithosphere Issue: 415–445.
- SON Ph. 1978 — Geological map of the Socialist Republic of Vietnam 1: 200,000, sheet Son La (F–48–XXVI). General Geological Directorate, Geological Survey Inter–Group, Hanoi.
- TAPPONNIER P., LACASSIN R., LELOUP P. H., SCHAEERER U., ZHONG D., HAIWEI W., LIU X., JI S., ZHANG L. & ZHONG J. 1990 — The Ailao Shan/Red River metamorphic belt: Tertiary left–lateral shear between Indochina and South China. *Nature*, 343: 431–437.
- TAPPONNIER P., PELTZER G. & ARMIJO R. 1986 — On the mechanics of the collision between India and Asia. [In:] M. Coward (ed.), *Collision Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Publ., 19: 115–157.
- TAYLOR B. & HAYS D. E. 1983 — Origin and history of the South China Sea basin. [In:] D. E. Hays (ed.) — *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands*, Part 2. Amer. Geophys. Monogr. Ser., 27: 23–57.
- THOMPSON R. N. 1984 — Dispatches from the basalt front. 1. Experiments. *Proc. Geol. Assoc.*, 95: 249–262.
- TUNG N. X. & TRI T. V. 1992 — Structural map of Vietnam 1: 1 000 000. Geological Survey of Vietnam, Hanoi.
- TUYET T. D., HOI N. V., HUNG N. B. & THONG A. V. 1978 — Geological map of the Socialist Republic of Vietnam 1: 200,000, sheet Dien Bien Phu (F–48–XX). General Geological Directorate, Geological Survey Inter–Group, Hanoi.
- WEAVER B. L. 1991 — The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104: 381–397.
- WILSON M. 1993 — *Igneous Petrogenesis*. Unwin & Hyman, London.
- WINCHESTER J. A. & FLOYD P. A. 1977 — Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20: 325–343.
- ZUCHIEWICZ W., CUONG N. Q., BLUSZCZ A. & MICHALIK M. 2002 — Młode procesy tektoniczne w strefie uskoku Dien Bien Phu (NW Wietnam) w świetle wstępnych wyników badań osadów czwartorzędowych. *Prz. Geol.*, 50: 861–870.